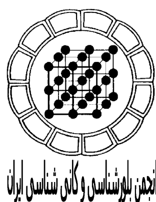
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی‌ام، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۱۵ تا ۲۸



سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و خاستگاه بازالت‌های پلیوکواترنر غازان، شمال غرب ارومیه

رامین فتاحی، منیژه اسدپور*، معصومه آهنگری

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۲/۲۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۴/۷)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی پلیوکواترنر در شمالی‌ترین بخش پهنه سنندج – سیرجان، در شمال غرب ارومیه رخنمون گسترده‌ای دارند. بلورهای اولیوین+ پیروکسن± پلاژیوکلاز فاز اصلی کانیایی هستند که هم بصورت درشت بلور و هم ریز بلور با کانی‌های فرعی دیگر در متن سنگ وجود دارند. این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری، ریزسنگی پورفیری، شیشه ای پورفیری، انبوهه پورفیری و حفره‌ای دارند. از نظر زمین‌شیمی، سنگ خاستگاه این سنگ‌ها با طیف ترکیبی تراکی‌بازالت تا تراکی‌آندزیت بازالت وابسته به سری‌های قلیایی هستند. نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته و کندریت غنی شدگی در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا HFSE نشان می-دهند. در این نمودارها، بی‌هنجاری منفی در Nb، Ta، P، Rb، Zr و Ti و بی‌هنجاری مثبت در Pb، La، U، Nd، Th، Yb و Cs وجود دارد. این ویژگی‌ها بهمراه نمودارهای زمین‌ساختی نشان می‌دهند که فعالیت ماگمایی پلیو-کواترنر غازان در پهنه‌های کمان‌های ماگمایی پس از برخوردی رخ داده‌اند.

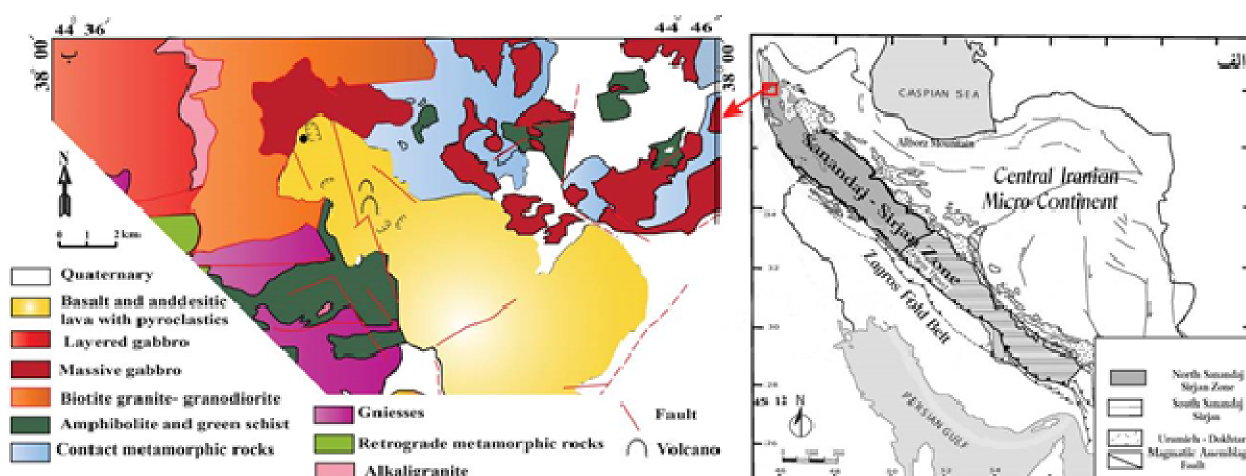
واژه‌های کلیدی: *زمین‌شیمی؛ بازالت پلیو کواترنر؛ کمان پس از برخوردی؛ غازان؛ ارومیه.*

مقدمه

زمان برخورد پایانی میان صفحه‌های اوراسی و آفریقایی – عربی ۱۲ میلیون سال است [۲،۱]. این رخداد با دگرگونی و فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای در طول مرز صفحه‌ها همراه بوده است [۳]. از جمله این فعالیت‌های ماگمایی پس از برخوردی می‌توان به فعالیت‌های آتشفشانی میوسن پایانی – کواترنری شمال‌غرب ایران (چون آرارات، سهند و سبلان) اشاره کرد که به شکل مخروط‌های آتشفشانی کوچک و بزرگ در طول برخورد صفحه‌ها نمایان هستند. در گستره وسیعی از منطقه شمال غربی ارومیه تا جنوب سلماس، که منطقه غازان از آن است گدازه‌های بازالتی و آذرآواری‌های وابسته به‌طور پراکنده دیده می‌شوند (شکل‌های ۱ و ۲). این منطقه در بین مختصات ′۲۰ °۳۸ تا ′۳۰ °۳۸ عرض شمالی و ′۳۹ °۴۴ تا ′۵۲ °۴۴ طول‌شرقی در دورترین شمال‌غربی پهنه سنندج-سیرجان و کمربند آتشفشانی ارومیه – دختر در میانه‌های کوهزاد آلپ – هیمالیا واقع است. فعالیت آتشفشانی در شمال‌غرب ارومیه شامل روانه‌های تراکی بازالت و کمی روانه تراکی آندزیت بازالتی به همراه آذرآواری‌های وابسته است که روی واحدهای قدیمی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). این سنگ‌ها به احتمال بسیار بخشی از روانه‌های بازالتی هستند که از آرارات تا شمال‌غرب ارومیه رخنمون دارند. این روانه‌ها با رخنمون به نسبت گسترده به شکل تپه‌های کوچک تا بزرگ آتشفشانی بیشتر از نوع هاوایی و استرامبولی گسترش یافته‌اند (شکل‌های ۱ و ۲). گدازه‌های شمال استان آذربایجان‌غربی در ارتباط با آتشفشان آرارات و گدازه‌های شمال‌غرب ارومیه مشابه با گدازه‌های تندروک در ترکیه هستند [۴]. در این پژوهش، با بهره‌گیری از داده‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی، سنگ‌های آتشفشانی شمال‌غرب ارومیه بررسی شدند. طبیعی است که

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۳۴۳۳۲۰۲، نمابر: ۰۴۴۳۲۷۵۳۱۷۲، پست الکترونیکی: m.asadpour@urmia.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه تقسیم‌بندی ساختارهای زمین‌شناسی ایران (برگرفته از مرجع [۵]. (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه غازان (برگرفته از مرجع [۶]).



شکل ۲ تصویر صحرایی از همبری انواع سنگ‌های منطقه مورد بررسی. قسمت‌های نشان داده شده با پیکان‌های سفید، تپه‌های آتشفشانی با ترکیب بیشتر بازالتی هستند که بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند.

نتایج این پژوهش به تکمیل داده‌های به‌دست آمده از بررسی‌های پیشین و همچنین، شناسایی سرشت و محیط زمین‌ساختی و بررسی بخشی از فعالیت ماگمایی جوان ایران و دگرگونی‌های رخ داده به ویژه در شمالی‌ترین بخش پهنه سنندج – سیرجان کمک می‌کند.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه غازان بخشی از نقشه زمین‌شناسی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو [۶] است. در این منطقه، رخنمون گسترده‌ای از انواع سنگ‌های آذرین درونی، آذرین بیرونی، دگرگونی و رسوبی با سن‌هایی از پرکامبرین تا عهد حاضر دیده می‌شود [۷،۶]. از نظر زمین‌شناسی ساختاری (شکل ۱ الف)، این منطقه بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است [۵]. قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته شامل سنگ‌های دگرگونی با ترکیب گنیس، شیست و آمفیبولیت با سن پرکامبرین و مجموعه‌ای از متادیوریت‌ها و متاگابروها به سن پرمین هستند (شکل ۱ ب). واحد بازالت‌های غازان با ضخامتی حدود چند صد متر به رنگ قهوه‌ای و سیاه در منطقه مورد بررسی دیده می‌شود (شکل‌های ۳ الف و ب). درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در متن دانه‌ریز در نمونه دستی قابل تشخیص هستند (شکل ۳ پ). در بخش شمالی منطقه مورد بررسی (شکل ۳ الف)، آشکارا این

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]

روانه‌ها بخشی از مجموعه مافیک – فرامافیک لایه‌ای غازان به سن پرمین را پوشانده‌اند و با آنها همبری دارند [۸، ۹]. نهشته‌های کواترنری در منطقه مورد بررسی متنوع بوده و به ترتیب سنی از قدیم به جدید نهشته‌های تراورتن، پادگانه‌های قدیمی، مخروط افکنه‌ها، پادگانه‌های جوان و نهشته‌های دشت هستند. گدازه‌ها و آذرآواری‌های بازالتی و آندزیتی در میان این نهشته‌ها رخنمون دارند (شکل ۳ ت). در محل تماس این گدازه‌ها با ته‌نشست‌های کهن، از گرمای بازالت‌ها خاک پخته پدید آمده است (شکل ۳ ث). در بخش جنوبی منطقه مورد بررسی نیز، وجود روانه‌های بازالتی همراه با رسوب‌های کواترنر با همبری از خاک پخته، وابستگی این روانه‌ها به کواترنر را نشان می‌دهد. در منطقه، مقدار کمی رخنمون از سنگ‌های آذرآواری نیز دیده می‌شود که بیشتر به صورت افق‌های کم ضخامت قرمزرنگ شامل آگلومرا، قطعه‌های بزرگ و کوچک بازالتی حفره‌دار، لاپیلی‌های ریز و درشت در یک زمینه بلوری – شیشه‌ای قرمز رنگ و گاهی با سیمان آهکی هستند (شکل ۳ ج). در بخش جنوبی منطقه (خارج از گستره مورد بررسی)، بازالت‌های بالشی و دایک‌های منشوری نیز دیده می‌شود [۶].



شکل ۳ تصاویر صحرایی از منطقه غازان: الف) همبری سنگ‌های آتشفشانی با سنگ‌های مافیک و فرامافیک، ب) گدازه‌های بازالتی، پ) نمونه دستی بازالت برداشت شده، ت) رسوب‌های کواترنر همراه بازالت‌ها، ث) یک نمونه آذرآواری بهمراه خاک پخته پدید آمده از گرمای بازالت‌ها روی ته‌نشست‌های کهن و ج) قطعه های بازالتی دگرسان شده و زاویه‌دار در خمیره کربناتی (برش‌های سرد).

روش بررسی

نمونه‌برداری اصولی از بازالت‌های غازان با ثبت مختصات جغرافیایی نقاط برداشت با استفاده از GPS، انجام شد. از ۳۵ نمونه برداشت شده، ۲۸ نمونه با کم‌ترین دگرسانی برای تهیه مقطع نازک انتخاب گردید. مقاطع تهیه شده از نظر بافتی و کانی‌شناسی به دقت بررسی شدند. از این تعداد، ۱۰ نمونه برای تعیین شیمی سنگ کل به آزمایشگاه زرآزمای ایران ارسال گردید. عناصر اصلی با طیف‌سنج فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) مدل PW ۲۴۰۴ و عناصر فرعی و کمیاب با طیف سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) مدل Agilent series ۴۵۰۰ تعیین شدند. در روش ICP-MS، نزدیک به ۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابرات/تترابرات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شدند. دقت تجزیه برای عناصر اصلی ۵± درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب برای غلظت‌های بالای ppm ۱۰۰ برابر با ۵± و برای غلظت‌های کمتر از ppm ۱۰۰، برابر با ۱۰± درصد است. برای تعیین مقدار مواد فرار (LOI)، پودر نمونه‌ها به مدت ۲ ساعت در ۱۰۰۰ درجه‌سانتی‌گراد گرمادهی شدند. نمودارهای تشخیصی لازم با نرم‌افزارهای GCDkit و Excel رسم گردید.

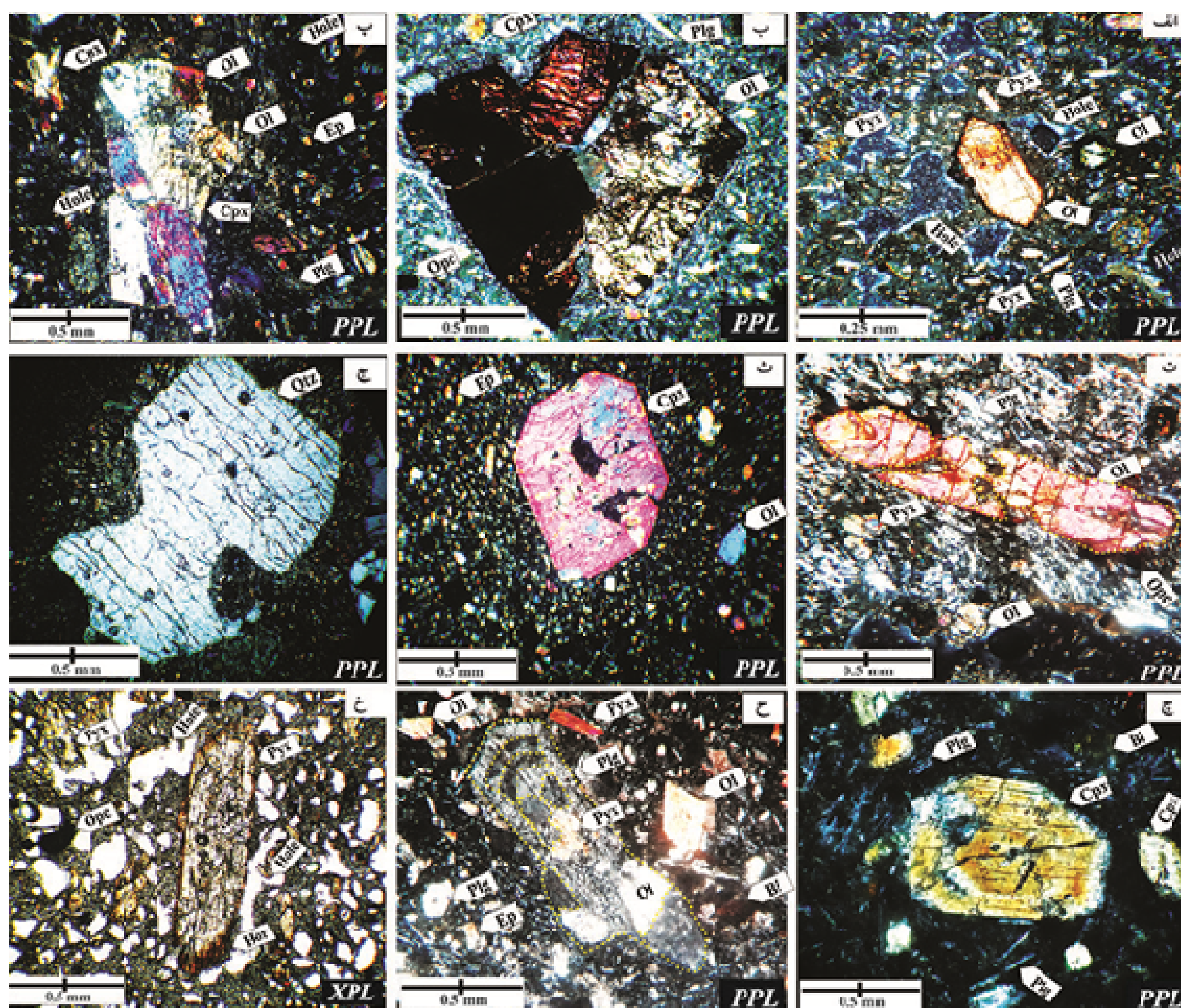
سنگ‌شناسی

بازالت‌های غازان در نمونه دستی سیاه تا قهوه‌ای تیره هستند و درشت بلورها در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳ ب). در این سنگ‌ها، ۱۰ تا ۱۵ درصد را درشت بلورهای اولیوین + پیروکسن ± پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند که کانی‌های اصلی هستند. این کانی‌ها به صورت ریز بلور نیز در زمینه سنگ به همراه کانی‌های فرعی دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها، درشت بلورهای پلاژیوکلاز وجود ندارد. از کانی‌های فرعی می‌توان به هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های کدر و ایدنگزیت اشاره کرد. کانی-های ثانویه شامل کوارتز، کلسیت و زئولیت هستند. با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری مقاطع نازک، بافت غالب در نمونه‌ها پورفیری است. در زیر میکروسکوپ، درشت بلورها و انبوهه بلورهای اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز در یک زمینه ریزسنگی و ریزدانه تا شیشه‌ای قرار دارند و بافت‌های پورفیری (شکل ۴ الف)، گلومروپورفیری (شکل‌های ۴ ب و پ) حفره‌ای (شکل ۴ الف) را بوجود آورده‌اند. بافت‌های ریزسنگی پورفیری و شیشه‌ای پورفیری نیز دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ ت و ث). ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز و ریزبلورهای اولیوین، کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه چون کوارتز، کلریت و گاهی کلسیت زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند. در اغلب نمونه‌ها، بافت بادامکی برآمده از پر شدن برخی حفره‌ها با کانی‌های ثانویه همچون کوارتز و کلسیت، هم در نمونه دستی و هم در زیر میکروسکوپ قابل مشاهده است. بلورهای درشتی از کوارتزهای بیگانه در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود که لبه ریزدانه‌ای از پیروکسن دارند (شکل ۴ ج). سنگ‌های آتشفشانی غازان به دلیل جوان بودن، دستخوش فرآیندهای دگرسانی کمی شده‌اند.

درشت بلورهای اولیوین (۱۰-۱٪) شکل‌دار تا نیمه‌شکل هستند و اندازه آنها از ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر متغیر است. آنها گاهی نیز بصورت بلورهای گرد و با لبه خلیجی شکل دیده می-شوند. شکستگی‌های متعددی در آنها وجود دارد که در راستای این شکستگی‌ها گاهی به ایدنگزیت تبدیل شده‌اند (شکل ۴ ب). درشت بلورهای کلینوپیروکسن (۴۵-۲۵٪) اغلب منطقه‌بندی ترکیبی از خود نشان می‌دهند (شکل۴ چ). فراوانی نسبی آنها بیشتر از اولیوین‌هاست. بررسی میکروسکوپی نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت و دیوپسید هستند. اندازه این کانی‌ها از ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر متغیر است. پیروکسن‌ها بیشتر بدون آثار دگرسانی هستند، ولی در برخی از نمونه‌ها مقدار کمی به کانی ثانویه چون کلریت و هورنبلند تجزیه شده-اند (شکل۴ چ). در نمونه‌های دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز (۴۰-۱۵٪)، این کانی اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است. بر پایه زاویه خاموشی، ترکیب آنها لابرادوربت تا آندزین تعیین شد. طول این کانی‌ها از ۰/۱ تا ۳ میلی‌متر متغیر است و مقداری دگرسانی دارند. برخی درشت بلورهای پلاژیوکلاز لبه-های واجذبی، بافت غربالی و منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل ۴ ح). آمفیبول نوع هورنبلند گاه تا ۱۰ درصد حجم نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد. در پیرامون درشت بلورهای اولیوین و پیروکسن، لبه قهوه‌ای و سوخته‌ای از هورنبلند وجود دارد. بیوتیت‌ها کمتر از ۳ درصد حجم سنگ را تشکیل داده‌اند که در برخی قسمت‌ها با کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۴ خ).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از بازالت‌های غازان: الف) درشت بلور خودشکل اولیوین در بازالت حفره‌دار، ب) انبوهه بلورها و درشت بلورهای اولیوین ایدنگزیتی شده در یک زمینه ریزسنگی و دانه ریز، پ) درشت بلورها و انبوهه بلورهای کلینوپیروکسن با ماکل ساعت شنی و الیوین در زمینه دانه ریز شامل دانه‌های پلاژیوکلاز، اولیوین، پیروکسن و هورنبلند، ت) درشت بلور خودشکل اولیوین در یک اولیوین بازالت میکرولیتی، ث) درشت بلور خودشکل کلینوپیروکسن در یک زمینه دانه‌ریز و شیشه‌ای، ج) درشت بلور کوارتز بیگانه با خوردگی‌های خلیجی در یک زمینه شیشه-ای، چ) درشت بلور کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی ترکیبی در یک زمینه شیشه‌ای دانه ریز، ح) درشت بلور پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و بیگانه بلورهایی از پیروکسن و اولیوین و خ) کلینوپیروکسن با لبه سوخته و بافت حفره‌ای. (Cpx: کلینوپیروکسن، Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز، Ol: اولیوین، Opc: کانی کدر، Hor، هورنبلند، Bi: بیوتیت و Hole: حفره).

زمین شیمی سنگ کل

شیمی سنگ کل در این پژوهش بر پایه تجزیه نمونه‌های بازالتی غازان بررسی شد. چکیده‌ای از نتایج تجزیه شیمی سنگ کل این نمونه‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. دیده می‌شود که مقدار SiO_2 در این سنگ‌ها از ۴۴٫۴۵ تا ۵۳٫۴۸ درصد وزنی متغیر بوده که نشان دهنده ویژگی متوسط تا بازی این سنگ‌هاست. مقدار TiO_2 ۱٫۱۲ تا ۱٫۳۵ درصد وزنی بوده و مقدار مواد فرار (LOI) این سنگ‌ها از ۰٫۴۴ تا ۴٫۱۷ درصد وزنی متغیر است.

نمونه‌های مورد بررسی بر اساس نمودار مجموع Na_2O + K_2O نسبت به SiO_2 (نمودارTAS) [۱۰]، که در گستره تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی قرار دارند (شکل ۵ الف).

در نمودار رده‌بندی Nb/Y نسبت به Zr/Ti [۱۱]، نمونه‌ها بیشتر در مرز بین تراکی‌آندزیت و بازالت قلیایی قرار دارند (شکل ۵ ب). براساس نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۱۲]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره قلیایی‌ها قرار دارند (شکل ۵ پ). نمونه‌های مورد بررسی در نمودار $NaO_2 + K_2O$ نسبت به SiO_2 [۱۰] در گستره قلیایی‌ها (شکل ۶ الف) و در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O/Na_2O [۱۳] که برای تعیین سدیمی و پتاسیمی بودن شوشونیت‌ها طراحی شده است، در گستره‌ی سدیمی واقع هستند (شکل ۶ ب). براساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 برای رده‌بندی شوشونیت‌ها [۱۴]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌های آبساروکیت تا شوشونیتی قرار دارند (شکل ۶ پ). الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه [۱۵] و کندریت [۱۶] برای نمونه‌های غازان در شکل ۷ نشان داده شده است.

بحث و بررسی

بر اساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های بازالتی غازان شامل تراکی بازالت و تراکی آندزی بازالت هستند که بصورت تپه‌ها و گنبدهایی روی سنگ‌های مافیک – فرامافیک پرمین غازان همراه با رسوب‌های نهشته‌های رسوبی پلیو -کواترنر جای دارند [۸،۹]. پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین از کانی‌های اصلی تراکی-بازالت و پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های اصلی تراکی آندزی بازالت هستند. کانی‌های ثانویه چون کوارتز و کربنات‌ها حفره‌ها را پر کرده و بافت بادامکی را تشکیل داده‌اند.

درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و اولیوین در سنگ‌های آتشفشانی آثار فرآیند انحلال ماگمایی ناشی از تغییرات فیزیکو شیمیایی را به صورت هضم کناره‌های بلوری و خوردگی‌های خلیجی شکل بخوبی نشان می‌دهند. تغییر فشار و دما طی صعود ماگما و تغییر ترکیب شیمیایی در اثر ورود ماگماهای جدید باعث انحلال و ناپایداری این درشت بلورها می‌شود [۱۷].

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی نمونه‌های بازالتی غازان (به درصد وزنی) به روش XRF

نمونه	GB-01	GB-02	GB-03	GB-05	GB-06	GB-07	GB-09	GB-10	GB-11	GB-220
نوع سنگ	بازالت	تراکیت آندزیت بازالت	تراکی بازالت	تراکی بازالت	تراکیت آندزیت بازالت	تراکی بازالت	تراکی بازالت	تراکی بازالت	تراکی بازالت	تراکی بازالت
SiO_2	۴۹٫۰۱	۵۰٫۵۹	۴۹٫۲	۴۹٫۶۲	۵۳٫۴۸	۴۴٫۴۵	۴۸٫۸۲	۴۷٫۱۴	۴۷٫۳۷	۴۸٫۵۱
Al_2O_3	۱۲٫۹۸	۱۲٫۷۸	۱۲٫۷۸	۱۳٫۲۵	۱۴٫۳۴	۱۲٫۳۹	۱۳٫۰۲	۱۲٫۷۷	۱۲٫۷۲	۱۲٫۸۴
BaO	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱
CaO	۱۳٫۶۴	۱۳٫۲۳	۱۳٫۹۹	۱۳٫۴۳	۹٫۴۳	۱۶٫۳۸	۱۳٫۴۶	۱۴٫۵۱	۱۴٫۴	۱۴
Fe_2O_3	۷٫۴۲	۶٫۵۵	۶٫۴۶	۷٫۴۴	۷٫۴۱	۷٫۲۱	۷٫۲۷	۷٫۱۱	۷٫۴۲	۷٫۲۲
K_2O	۲٫۳۸	۲٫۶۱	۲٫۴۹	۱٫۹۸	۳٫۰۹	۱٫۹۵	۲٫۳۷	۲٫۲۹	۲٫۲۶	۲٫۳۸
MgO	۷٫۹۹	۷٫۱۳	۷٫۱۷	۷٫۶۷	۴٫۷۴	۷٫۶۶	۷٫۹	۷٫۸۶	۸٫۴۴	۷٫۹
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۴
Na_2O	۲٫۹۱	۳٫۰۵	۳٫۰۶	۳٫۳۶	۳٫۵۱	۲٫۸۵	۲٫۸۴	۲٫۶۵	۲٫۷۴	۳٫۰۶
P_2O_5	۱٫۰۳	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۱٫۰۵	۱٫۱۷	۱٫۰۷	۱٫۰۲	۱٫۰۵	۱٫۰۴	۱٫۰۷
SO_3	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۲۵	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۹	<۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۲۵	۰٫۱۷
TiO_2	۱٫۲۸	۱٫۱۲	۱٫۱۷	۱٫۳۵	۱٫۳۱	۱٫۳۲	۱٫۳۲	۱٫۲۹	۱٫۳۲	۱٫۲۸
LOI	۰٫۸۸	۱٫۴۸	۲٫۱۷	۰٫۴۴	۱	۴٫۱۷	۱٫۶۳	۲٫۸۴	۱٫۶۹	۱٫۲۱
مجموع	۹۹٫۸۸	۹۹٫۸۸	۹۹٫۸۷	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۷	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۸	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۸

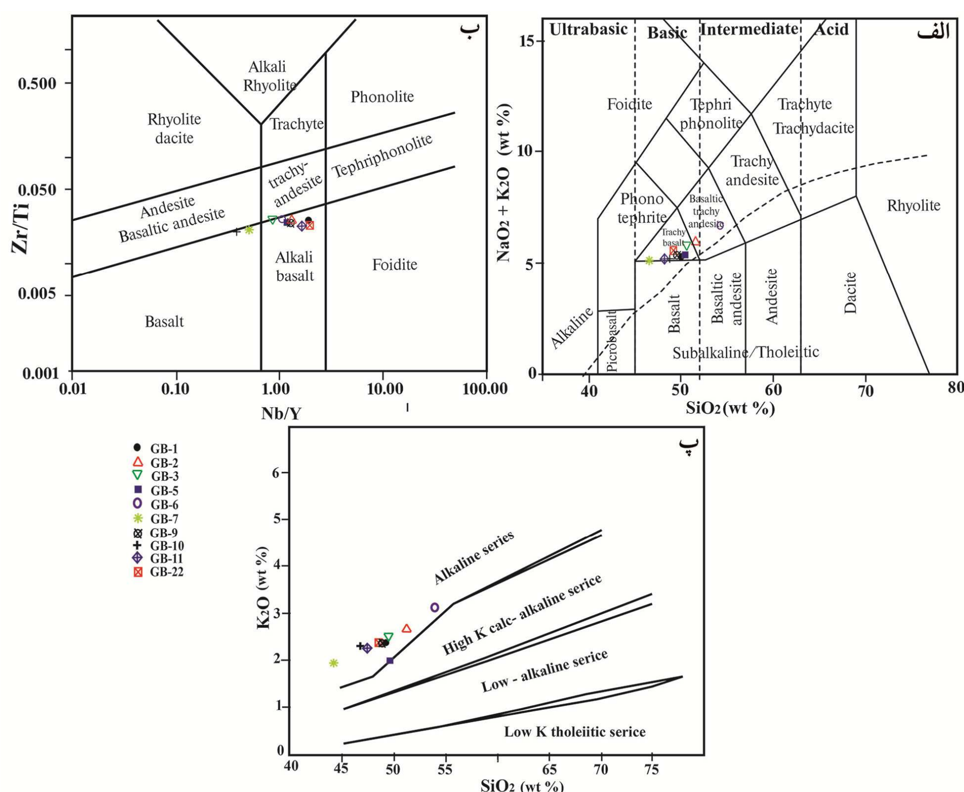
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیای عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های بازالتی غازان (به ppm) به روش ICP-MS .

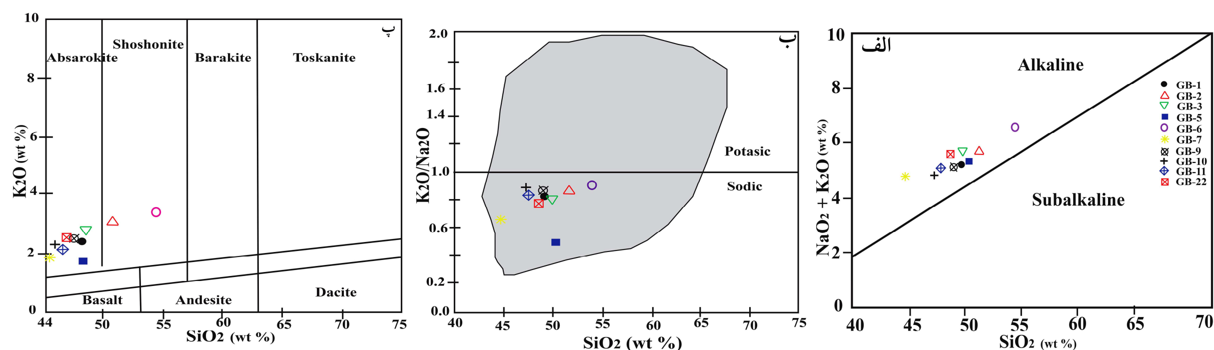
	DL	GB-1	GB-2	GB-3	GB-5	GB-6	GB-7	GB-9	GB-10	GB-11	GB-220
Ba	۱	۶۷۷	۷۰۲	۶۵۵	۶۸۸	۷۱۰	۶۳۴	۷۰۱	۸۳۱	۷۳۰	۶۵۵
Sr	۱	۱۰۲۳	۹۳۷	۹۵۰	۱۰۱۸	۹۶۹	۱۰۸۵	۹۸۴	۹۴۷	۹۷۹	۹۷۱
Zn	۱	۷۲	۷۳	۶۸	۷۳	۶۶	۶۹	۶۷	۶۸۷	۶۲	۶۹
Ce	۰٫۵	۱۲۰	۱۱۷	۱۱۵	۱۲۱	۱۲۵	۱۱۲	۱۰۹	۱۰۷	۱۱۴	۱۱۵
Co	۱	۲۷٫۵	۲۳٫۷	۲۵	۲۸٫۸	۲۴٫۱	۲۸٫۲	۲۹	۲۸٫۶	۲۸٫۴	۲۷٫۷
Cs	۰٫۵	۳٫۴	۲٫۴	۱٫۵	۲٫۹	۲	۲٫۷	۱٫۷	۱٫۴	۱٫۹	۷٫۵
Cu	۱	۶۳	۴۸	۶۵	۸۳	۷۵	۵۷	۶۵	۵۳	۶۵	۷۰
Cr	۱	۱۸۹	۱۷۱	۱۷۲	۲۲۴	۱۹۳	۱۵۱	۱۷۰	۱۴۲	۱۹۷	۱۸۱
Be	۰٫۲	۱٫۹	۲	۲٫۲	۱٫۹	۲	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۸
Hf	۰٫۵	۴٫۱۴	۳٫۸۸	۳٫۵۹	۴٫۲۵	۴٫۱	۲٫۶۲	۴٫۰۵	۲٫۴۱	۴٫۰۸	۴٫۱
Nb	۱	۳۷	۲۵٫۵	۱۶٫۳	۲۶٫۲	۲۳٫۱	۹٫۶	۲۴٫۳	۷٫۹	۳۳	۳۴٫۴
Ni	۱	۷۴	۶۳	۶۴	۷۸	۵۷	۷۹	۷۹	۸۶	۷۸	۷۶
Pb	۱	۱۲	۱۲	۱۱	۱۰	۱۳	۱۱	۲۱	۱۱	۱۴	۱۰
Sc	۰٫۵	۱۸٫۲	۱۵٫۷	۱۶٫۴	۱۹٫۶	۱۷٫۳	۱۹	۲۰٫۳	۱۹	۱۹٫۴	۱۸٫۷
Ta	۰٫۱	۱٫۴۱	۰٫۹۳	۰٫۶۳	۰٫۸۷	۰٫۷۹	۰٫۳۱	۰٫۷۱	۰٫۳۳	۱٫۲۵	۱٫۶۶
V	۱	۱۳۲	۱۳۴	۱۳۲	۱۳۸	۱۰۹	۱۲۳	۱۳۲	۱۲۴	۱۵۶	۱۳۸
U	۰٫۱	۳٫۷	۴٫۶	۴٫۶	۴٫۸	۳٫۴	۵	۴٫۷	۴	۴٫۳	۳٫۶
Y	۰٫۵	۲۰٫۵	۱۹٫۷	۱۹٫۱	۲۱٫۴	۲۱٫۶	۱۹٫۱	۱۹٫۱	۲۰٫۷	۱۹٫۸	۱۹٫۱
Zr	۵	۱۸۸	۱۷۷	۱۷۱	۱۹۸	۱۹۷	۱۳۷	۱۷۷	۱۲۵	۱۸۶	۱۸۳
La	۱	۶۱	۶۰	۵۸	۶۰	۶۳	۵۱	۵۵	۵۶	۵۷	۵۶
Pr	۰٫۰۵	۱۴٫۱۷	۱۲٫۶۸	۱۳٫۲	۱۳٫۹۳	۱۳٫۸۲	۱۳٫۶۷	۱۳٫۶۶	۱۳٫۴۸	۱۳٫۳۳	۱۳٫۳۹
Nd	۰٫۵	۵۱٫۶	۴۶٫۷	۴۸	۵۱٫۵	۵۰٫۷	۵۰٫۳	۵۰	۴۹٫۶	۴۹٫۳	۴۹٫۸
P	۱۰	۳۴۱۲	۳۳۱۹	۲۹۳۵	۳۵۹۱	۳۹۱۰	۲۹۷۳	۳۲۶۲	۲۶۵۸	۳۵۰۶	۳۵۰۰
Sm	۰٫۰۲	۸٫۱۶	۷٫۲۱	۷٫۵۲	۸٫۰۹	۷٫۹۵	۷٫۹۸	۸٫۰۲	۸٫۱	۷٫۷۵	۷٫۸
Eu	۰٫۱	۲٫۲۲	۱٫۹۴	۲٫۰۱	۲٫۲۱	۲٫۱۹	۲٫۱۲	۲٫۱۶	۲٫۱	۲٫۱۱	۲٫۰۸
Gd	۰٫۰۵	۶٫۴۳	۵٫۷۹	۵٫۹۵	۶٫۴۵	۶٫۳۳	۶٫۲۵	۶٫۳۲	۶٫۳۶	۶٫۰۸	۶٫۱۲
In	۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Tb	۰٫۱	۰٫۸۱	۰٫۷۴	۰٫۷۶	۰٫۸۱	۰٫۸	۰٫۷۷	۰٫۸	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۷۸
Dy	۰٫۰۲	۴٫۲	۳٫۷۵	۳٫۹۹	۴٫۱۶	۴٫۲	۴٫۰۵	۴٫۱۴	۴٫۲۲	۳٫۹۵	۴٫۰۷
Er	۰٫۰۵	۲٫۳	۲٫۱۳	۲٫۲	۲٫۲۷	۲٫۳۴	۲٫۲۲	۲٫۳۱	۲٫۲۹	۲٫۱۷	۲٫۲۲
Yb	۰٫۰۵	۲٫۶	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۷	۲٫۶	۲٫۴	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۴
Lu	۰٫۱	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۶
Se	۰٫۵	۲٫۵۱	۱٫۶۲	۲٫۰۹	۲٫۱۲	۲٫۰۴	۱٫۳۷	۲٫۳۹	۲٫۵۴	۲٫۸۵	۲٫۸۲
Li	۱	۱۶	۱۲	۱۹	۱۳	۱۶	۱۲	۱۱	۲۰	۱۵	۱۶
Sn	۰٫۱	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۱	۰٫۶	۱٫۱	<۰٫۱	۰٫۲	<۰٫۱	۱٫۴	۰٫۹
Tl	۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱۳	<۰٫۱
W	۱	۱٫۶	۱٫۲	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ag	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
Al	۱۰۰	۶۵۵۷۲	۶۶۴۹۱	۶۵۸۲۷	۶۹۳۶۱	۷۰۹۳۲	۶۱۱۶۶	۶۳۲۵۸	۶۳۴۵۱	۶۳۶۱۹	۶۱۶۵۹
As	۰٫۱	۳٫۶	۱٫۴	<۰٫۱	۱٫۹	۲٫۳	1۲٫	۳٫۹	۲٫۵	۵٫۳	۳٫۳
Bi	۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
Ca	۱۰۰	۶۶۶۳۴	۶۶۰۲۵	۷۱۸۷۴	۶۹۰۷۷	۶۲۴۳۵	۹۱۷۵۷	۶۳۶۳۵	۷۵۵۴۶	۷۳۳۹۶	۶۷۱۰۶
Cd	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	<۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	<۰٫۱
Fe	۱۰۰	۴۸۹۶۹	۴۴۷۴۲	۴۳۵۷۲	۵۰۴۲۹	۴۷۳۰۳	۴۶۸۹۲	۴۶۲۹۷	۴۵۳۴۲	۴۸۳۴۰	۴۶۱۰۱
K	۱۰۰	۱۸۶۵۶	۲۲۱۲۳	۲۰۱۷۵	۱۵۹۰۰	۲۳۳۶۷	۱۴۵۴۸	۱۷۶۹۹	۱۷۸۱۱	۱۷۶۶۰	۱۸۶۲۴
Mg	۱۰۰	>٪۲	>٪۲	>٪۲	>٪۲	>٪۲	>٪۲	>٪۲	>٪۲	>٪۲	>٪۲
Mn	۵	۹۳۳	۹۰۵	۸۷۷	۹۷۴	۹۲۰	۹۱۱	۹۲۰	۹۵۳	۱۰۲۸	۹۵۹
Mo	۰٫۱	۱	۰٫۴	۰٫۷	۰٫۴	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۲	۰٫۹	۰٫۱
Na	۱۰۰	۲۲۳۶۴	۲۷۳۹۹	۲۶۷۶۹	۲۹۹۴۳	۲۹۴۲۲	۲۳۸۲۸	۲۲۶۵۲	۲۱۸۴۲	۲۳۵۹۴	۲۵۶۶۶
Rb	۱	۵۷	۶۹	۶۰	۲۹	۷۷	۱۳	۴۹	۴۷	۴۲	۵۱
S	۵۰	۳۲۹	۶۳۱	۷۸۷	۱۸۷	۲۵۶	۴۵۳	۱۴۸	۱۹۶	۹۱۰	۴۳۹
Sb	۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	۱	<۰٫۵
Te	۰٫۱	۰٫۵۶	۰٫۲	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۳۲	۰٫۵۵	۰٫۴۷	۰٫۸۶	۰٫۵۷	۰٫۵۲
Th	۰٫۱	۱۴٫۵۹	۱۵٫۰۴	۱۵٫۲۴	۱۳٫۹۴	۱۶٫۷۳	۱۳٫۵	۱۳٫۷۱	۱۳٫۵۸	۱۲٫۳۶	۱۳٫۶۲
Ti	۱۰	۷۶۰۹	۶۹۱۳	۶۴۴۸	۸۰۵۴	۷۴۶۳	۶۵۷۰	۷۳۴۴	۶۰۲۹	۷۹۴۹	۷۵۰۰
Tm	۰٫۱	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۳	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۳	۰٫۳
La_n/Yb_n	۲۳٫۴۶	۲۴٫۰۰	۲۴٫۱۷	۲۲٫۲۲	۲۴٫۲۳	۲۴٫۱۷	۲۲٫۹۲	۲۲٫۴۰	۲۱٫۹۲	۲۳٫۳۳	۲۳٫۴۶
La_n/Sm_n	۷٫۴۸	۸٫۳۲	۷٫۷۱	۷٫۴۲	۷٫۹۲	۷٫۲۷	۶٫۸۶	۶٫۹۱	۷٫۳۵	۷٫۱۸	۷٫۴۸
Gd_n/Yb_n	۲٫۴۷	۲٫۳۲	۲٫۴۸	۲٫۳۹	۲٫۳۲	۲٫۶۰	۲٫۶۳	۲٫۵۴	۲٫۳۴	۲٫۵۵	۲٫۴۷
Sm_n/Yb_n	۳٫۱۴	۲٫۸۸	۳٫۱۳	۳٫۰۰	۳٫۰۶	۳٫۳۳	۳٫۳۴	۳٫۲۴	۲٫۹۸	۳٫۲۵	۳٫۱۴
Eu*	۷٫۲۹	۶٫۵۰	۶٫۷۳	۷٫۲۷	۷٫۱۴	۷٫۱۱	۷٫۱۷	۷٫۲۳	۶٫۹۱	۶٫۹۶	۷٫۲۹
Eu/Eu*	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۰
Nb_n/La_n	۰٫۶۱	۰٫۴۳	۰٫۲۸	۰٫۴۴	۰٫۳۷	۰٫۱۷	۰٫۴۴	۰٫۱۴	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۶۱
Zr_n/Nb_n	۵٫۰۸	۶٫۹۴	۱۰٫۴۹	۷٫۵۶	۸٫۵۳	۱۴٫۲۷	۷٫۲۸	۱۵٫۸۲	۵٫۶۴	۵٫۳۲	۵٫۰۸

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]

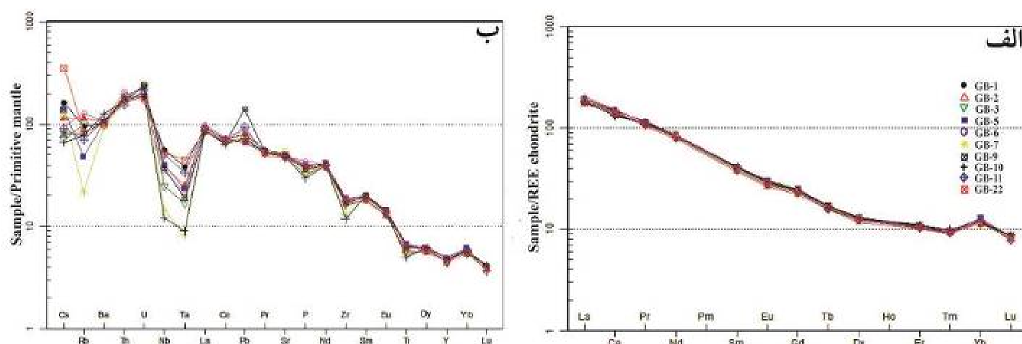
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]



شکل ۵ (الف). نمودار تقسیم‌بندی TAS [۱۰]، ب) نمودار رده بندی Nb/Y نسبت به Zr/Ti از [۱۱]، پ) نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۱۲].



شکل ۶ الف، نمودار $NaO_2 + K_2O$ نسبت به SiO_2 [۱۰]، ب) نمودار SiO2 نسبت به K_2O/Na_2O برای تعیین سدیمی و پتاسیمی بودن شوشونیت‌ها که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی سدیمی قرار دارند [۱۳]. نمودار SiO_2 نسبت به K_2O برای رده بندی شوشونیت‌ها [۱۴].



شکل ۷ الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۸]، ب) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده که نسبت به کندریت [۱۹].

تفاوت در تعداد درشت بلورها و همچنین نبود درشت بلور پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها ناشی از تفاوت شدت جدایش بلورین در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. نمونه‌های دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز از ماگمای جدایش یافته‌تری نسبت به نمونه‌های بدون این درشت بلورها تشکیل شده‌اند. از طرفی، هر چه تعداد درشت بلورهای اولیوین نسبت به پیروکسن بیشتر باشد، جدایش بلورین ماگمای اولیه آنها بیشتر بوده است. این ویژگی‌ها در ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نیز نمود دارد. وجود لبه واکنشی قهوه‌ای رنگ پیرامون کانی‌هایی چون کلینوپیروکسن و اولیوین در برخی نمونه‌ها و دانه‌هایی با اندازه-های متفاوت (شکل ۴) نشان دهنده سرعت متغیر بالا آمدن ماگما طی فعالیت ماگمایی و تزریق‌های جدید ماگمای داغ است. همچنین تغییر دما، فشار و ترکیب شیمیایی، تعادل توده ماگمایی در حال تبلور را برهم زده و بتدریج بخش‌هایی از بلورهای تشکیل شده ذوب می‌شوند. چنانچه ماگمای بیرون ریخته شده بعدی فرصت کافی برای سرد شدن نداشته باشد، بخش‌های ذوب شده پیشین با شیشه برآمده از ماگمای جدید جایگزین شده و نتیجه به صورت بافت غربالی دیده می‌شود [۲۱،۲۰]. وجود بیگانه بلورهای درشت کوارتز با لبه واکنشی ریز بلور (شکل ۴ ج) نشان دهنده آلایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای طی صعود است [۱۸]. هرچه بالا آمدن ماگما به سطح زمین آهسته‌تر باشد، نرخ آلایش بیشتر و لبه واکنشی ضخیم‌تر است [۱۹]. ضخامت لبه واکنشی در نمونه‌های غازان متغیر است که سرعت متغیر بالا آمدن ماگما را نشان می‌دهد. خوردگی‌های خلیجی شکل در بلورها بویژه پلاژیوکلازها می‌تواند در اثر ورود ماگمای مافیک داغ [۲۲]، جریان‌های همرفتی در اتاق ماگمایی [۲۱] و یا کاهش فشار طی صعود ماگما [۲۳] ایجاد شده باشد. بافت گلومروپورفیری نشان دهنده آمیختگی ماگمایی است. جدایش، تبلور و انباشت درشت بلورها از ماگمای بازالتی اولیه در اتاق ماگمایی رخ می-دهد. تزریق‌های بعدی ماگمای تازه به اتاق ماگمایی که ماگما در آن در حال تبلور است باعث آمیختگی و در نتیجه به هم خوردن تعادل دما، فشار و ترکیب ماگمایی می‌شوند؛ در اثر این تغییرات، درشت بلورهای مجتمع به انباشته‌های کوچک درشت بلوری مجزا تبدیل می‌گردند. این بخش‌های جدا شده توسط یک زمینه ریزدانه به سرعت سرد شده از ماگمای تازه وارد دربرگرفته شده و بافت گلومروپورفیری را تشکیل می‌دهند [۲۴].

الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه [۱۵] برای نمونه‌های غازان (شکل ۷ الف) نشان دهنده پراکندگی تقریبا یکنواخت عناصر خاکی نادر (REE)، ناهنجاری مثبت عناصر Pb، La، U، Nd، Yb، Th و Cs و ناهنجاری منفی Nb، Ta، P، Rb، Zr و Ti است. غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE)، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و ناهنجاری منفی Nb و Ti از ویژگی‌های بارز سنگ‌های پهنه‌های فرورانش هستند [۲۵-۲۷] غنی شدگی از K، Sr، U، Th، Ba و Rb همراه با تهی‌شدگی از Ti، Ta و Nb از ویژگی‌های زمین شیمیایی سری‌های آهکی قلیایی جزایر کمانی است [۲۸]. ماگماهای مناطق فرورانش اغلب با تهی‌شدگی HFSEها نسبت به LILEها مشخص می-شوند، دلیل این تهی‌شدگی و یا بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE می‌تواند اثر مواد مذاب برآمده از صفحه فرورانده روی برآمدگی گوشته‌ای [۲۹] و یا ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به برآمدگی گوشته‌ای بالای آن در سنگ‌های مناطق کمان ([۳۰] و مراجع در آن) باشد؛ عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و HFSEها کم تحرک بوده و در صفحه فرورانده باقی می‌مانند، در حالیکه عناصر خاکی نادر سبک LREE و LILEها متحرک هستند و با ذوب شدن یا از دست دادن آب پوسته اقیانوسی، به ماگمای تولید شده در منطقه فرورانش اضافه می‌شوند [۳۱]. نمودار الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت [۱۶] نشان دهنده غنی‌شدگی LREEها و تهی‌شدگی HREEهاست (شکل ۷ ب) که از ویژگی‌های سنگ‌های آهکی قلیایی آتشفشان‌ها در مرز فعال قاره‌ای به شمار می‌روند [۳۲]. تهی شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین می‌تواند ناشی از منبع گارنت‌دار نیز باشد، که در اثر ذوب‌بخشی درجه پایین، عناصر سنگین به صورت سازگار با گارنت وارد مذاب نشده‌اند [۳۳]. افزون بر این، نسبت بالای CO_2/H_2O در محیط و جدایش الیوین و کلینوپیروکسن نیز می‌تواند سبب تهی‌شدگی عناصر سنگین شود [۳۴]. الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در همه نمونه‌های غازان روندهای کم و بیش یکسانی دارند (شکل ۷) که بیانگر خاستگاه یکسان و وابستگی این سنگ‌ها به هم از راه جدایش و جدایش بلوری است. الگوی تقریبا هموار عناصر از Dy تا Lu در شکل ۷ ب نشانگر ذوب خاستگاه لرزولیتی [۳۵] بوده و مقدارهای کمابیش کم Yb_N در همه نمونه‌ها نشان دهنده گارنت بجا مانده در خاستگاه است [۳۶]. غنی شدگی از

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]

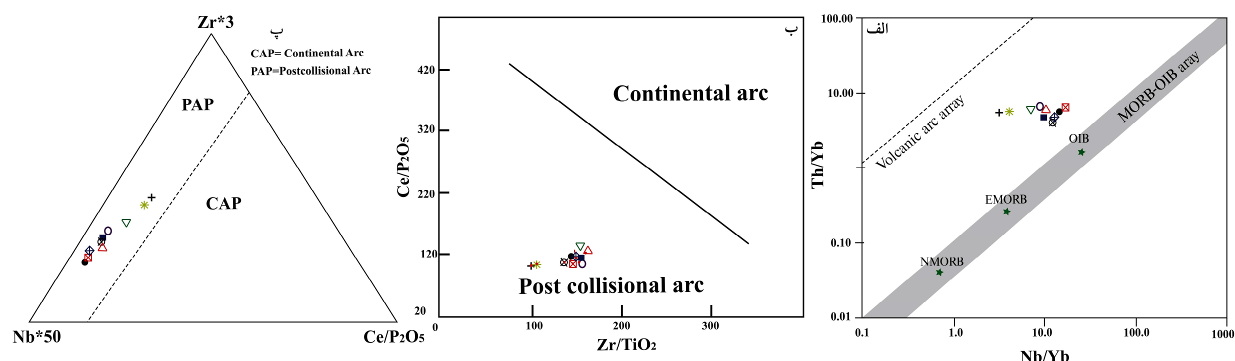
عناصر Th و U در این نمودار می‌توانند به ترتیب بیانگر رخداد تغییراتی در نتیجه ورود مذاب برآمده از رسوب‌های گودابه‌ای ورقه فرورانده و سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی دگرسان شده با منبع ذوب‌شدگی برآمدگی گوشته‌ای در ناحیه خاستگاه باشد [۳۰، ۳۷]. بی‌هنجاری مثبت Pb به برآمدگی گوشته‌ای دگرنهاده در اثر سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد [۳۸]. مقادیر Eu/Eu* برای سنگ‌های بررسی شده از ۰/۲۹ تا ۰/۳۱ در تغییر است. ناهنجاری جزئی منفی Eu در نمونه‌ها نشان دهنده جدایش پلاژیوکلاز از ماگماست [۳۹]. در مناطق فرورانشی، سیال‌های برآمده از بخش بالایی سنگ کره فرورونده که از Nb فقیر و از LILEها غنی هستند، به برآمدگی گوشته‌ای افزوده شده و باعث تهی‌شدگی نسبتا زیاد Nb می‌شوند [۴۰]. افزون براین، بی‌هنجاری منفی در Ti و Nb می‌تواند نشانه‌ای از آلایش ماگما با پوسته باشد. همچنین، عواملی چون درجه ذوب‌بخشی و ضخامت سنگ کره، فراوانی Ti را در مذاب‌های اولیه کنترل می‌کنند [۴۱]. بی‌هنجاری منفی Ti در سنگ‌های غازان را می‌توان به خاستگاه گوشته‌ای کم عمق آنها نسبت داد، زیرا فراوانی Ti در گوشته نسبت به پوسته بسیار بالاست به طوریکه بی‌هنجاری منفی این عنصر را به آلودگی پوسته‌ای نسبت داده‌اند [۴۲]. وجود بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در عناصری چون Ba، Rb، Sr و K را می‌توان به متحرک بودن آنها طی دگرسانی و مقادیر جزئی آلایش پوسته‌ای ماگما نیز نسبت داد [۴۳].

برای شناسایی ویژگی‌های خاستگاه ماگمایی بازالت‌ها می‌توان از نسبت‌های HFSEها و LREEها نیز استفاده کرد [۴۴]. در نسبت La/Nb ماگماهای با خاستگاه گوشته سنگ کره‌ای بیش از یک و در ماگماهای با خاستگاه گوشته سست کره غنی‌شده، کمتر از یک است. در صورت آلایش، ماگما با گوشته سنگ کره‌ای هنگام صعود، این نسبت تا حدی افزایش می‌یابد [۴۵]. در نمونه‌های غازان، این نسبت برابر با ۱/۶۲ تا ۷/۱ و نشان دهنده خاستگاه گوشته سنگ کره‌ای است. نسبت Dy/Yb در مذاب‌های پدید آمده در گستره پایداری گارنت، اغلب بیش از ۲/۵ و در گستره پایداری اسپینل کمتر از ۱/۵ است [۴۶]. مقدار Dy/Yb نمونه‌های بررسی شده ۱/۵ تا ۱/۷ است که بیشتر خاستگاه نزدیک به اسپینل – گارنت لرزولیت را نشان می‌دهند.

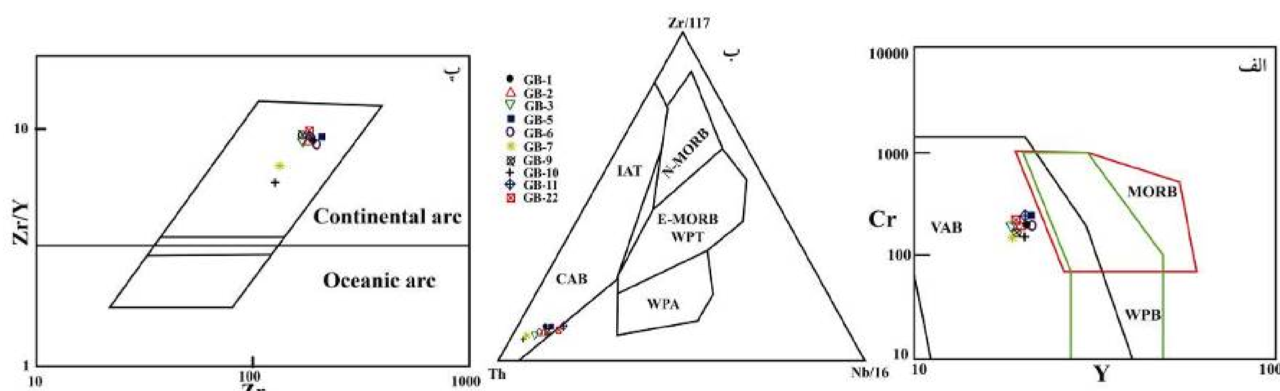
از داده‌های زمین‌شیمی برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی [۴۳] و خاستگاه مذاب اولیه [۴۷] این سری‌های سنگی می‌توان استفاده کرد. اغلب نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb در اثر فرآیندهای ماگمایی مانند تبلور یا ذوب‌بخشی که در آن کانی‌های پیروکسن و فلدسپارها به صورت فازهای اصلی یا باقی‌مانده هستند، تغییر نمی کنند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند بیانگر ترکیب سنگ خاستگاه ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگما باشد [۴۸]. در مناطق فرورانشی، دگرنهادی باعث غنی شدگی Th نسبت به Ta شده و در نتیجه Th/Yb را نسبت به Ta/Yb افزایش می‌دهد. آلودگی با مواد پوسته‌ای نیز باعث افزایش Th نسبت به Ta می‌شود [۴۹]. نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb خاستگاه مذاب مادر این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف)، زیرا Yb یک عنصر به نسبت سازگار است، در حالی‌که Th و Nb به‌شدت ناسازگار هستند. برخلاف Th، عنصر Nb در ناحیه خاستگاه پهنه‌های فرورانش تهی‌شدگی نشان می‌دهد [۵۰، ۵۱]. بازالت‌های غازان بر پایه نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb (شکل ۸ الف)، در بخش وابسته به کمان، در نمودار Ce/P_2O_5 نسبت به Zr/TiO_2 (شکل ۸ ب)، در گستره کمان‌های پس از برخوردی و براساس نمودار $Zr*3$- $Nb*50$-Ce/P_2O_5 (شکل ۸ پ)، در گستره سنگ‌های پتاسیمی پس از برخوردی قرار دارند.

بر پایه شکل ۹ الف [۵۲]، نمونه‌های غازان آشکارا در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار دارند. برای تشخیص اینکه نمونه‌های مورد بررسی وابسته به پهنه‌های فرورانش یا کششی درون صفحه‌ای هستند، از نمودار Zr/117-Th-Nb/16 [۵۳] استفاده شد. بر پایه این نمودار، همه سری‌های سنگی در گستره بازالت‌های کمان قاره‌ای (CAB) واقع هستند (شکل ۹ ب). همچنین برای تشخیص اینکه این کمان ماگمایی از نوع اقیانوسی یا قاره‌ای، است از نمودار Zr نسبت به Zr/Y [۲۵] استفاده گردید. براساس این نمودار (شکل۹ ت)، سنگ‌های مورد بررسی در گستره کمان‌های قاره‌ای پس از برخوردی قرار دارند. از نسبت Zr/Y نیز می‌توان برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی استفاده کرد، بطوریکه نسبت بیش از ۳ نشانگر کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و کمتر از این مقدار نشان دهنده به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی است [۵۴]. این نسبت برای نمونه‌های غازان بین ۶/۰۳ تا ۹/۵۸ است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]



شکل ۸ جایگاه سنگ‌های آتشفشانی غازان در الف) نمودار Nb/Yb نسبت به Th/Yb [۴۷]، ب) نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Ce/P_2O_5 [۴۸] و پ) نمودار $Zr*3-Nb*50-Ce/P_2O_5$ [۴۸].



شکل ۹ جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین بازی غازان در الف) نمودار Cr نسبت به Y [۵۲]، ب) نمودار مرجع [۵۳]، که براساس دو نمودار، نمونه‌ها در گستره سنگ‌های کمان آتشفشانی قرار دارند، پ) نمودار Zr نسبت به Zr/Y [۲۵].

سنگ‌های قلیایی در شناسایی و بازسازی محیط‌های زمین ساختی اهمیت بسیاری دارند. این سنگ‌ها می‌توانند با ویژگی‌های زمین شیمیایی مشابه در محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی چون کرانه‌های فعال قاره‌ای، کمان‌های آتشفشانی پس از برخوردی، جزایر اقیانوسی و یا محیط‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای تشکیل شوند [۴۸]. برخی موقعیت‌های زمین‌ساختی منجربه انواع ویژه‌ای از فعالیت ماگمایی می‌شوند. البته، بنظر می‌رسد که دوره پس از برخوردی می‌تواند منبع انواع مختلفی از خاستگاه‌های ماگمایی باشد [۵۵] که دلیل آن حرکت‌های شدید در راستای پهنه‌های برشی بزرگ در نتیجه وجود خاستگاه‌های هنوز داغ تولید شده در مرحله فرورانش و مرحله برخورد پیشین و تغییرات مهم و سریع ساختاری سنگ کره و دما، در هر دو بخش پوسته و گوشته است [۵۶]. موتور حرکتی این رویدادها رخداد برخورد پیشین است که کاربرد عبارت پس از برخورد را توجیه می‌کند. به نظر می‌رسد که تولید ماگمای آهکی قلیایی پتاسیم بالا و ماگمای قلیایی در شرایط مختلف در موقعیت پس از برخوردی صفحه‌های همگرا به هم مربوط باشند. دگرگونی و گذر ماگمای آهکی قلیایی پتاسیم بالا به ماگمای قلیایی در پایان کوهزایی پدیده نادری نیست [۵۷]. در مناطق پس از برخوردی، فعالیت ماگمایی قلیایی پیاپی رخ می‌دهد (مرجع [۵۶] و مراجع در آن). در واقع، سری‌های ماگمای آهکی قلیایی پتاسیم بالا در پایان فعالیت خود بصورت رخساره غنی شده پتاسیمی و گاهی شوشونیتی در حجم کم تکامل می‌یابد. البته همیشه فعالیت ماگمایی قلیایی در محیط‌های پس از برخوردی وجود ندارد، اما در صورت وجود بسیار شبیه به ماگمای قلیایی کوهزایی است [۵۸]. شوشونیت‌ها غنی‌ترین سنگ‌ها در سری‌های آهکی قلیایی بوده و همچنین داغ‌ترین و جوان‌ترین فعالیت‌ها در دوره پس از برخورد هستند. این می‌تواند به علت ماهیت لایه‌ای سنگ کره و بالاآمدگی سست کره باشد [۵۹]. نظریه سنگ کره لایه‌ای برای سری‌های قلیایی و شوشونیتی پس از برخوردی نیز ارائه شده است (مرجع [۵۶] و مراجع در آن)، بطوریکه بخش بالایی و تغییر یافته سنگ کره در منطقه فرورانشی می‌تواند ماگمای شوشونیتی و بخش سنگ کره پائینی – سست کره غنی شده ماگمای قلیایی تولید کند. بسته به شدت لایه‌بندی و یا فعالیت‌های زمین‌ساختی سنگ کره، ماگمای کم و بیش عمیق می‌تواند بالا بیاید.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]

برداشت

در این پژوهش، بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی، گدازه‌های جوان پلیو کواترنر غازان واقع در شمال-غرب دریاچه ارومیه، از نوع آندزی‌بازالت و تراکی‌آندزی بازالت مشخص شد. این سنگ‌ها دارای بلورهای کلینوپیروکسن+ الیوین ± پلاژیوکلاز در اندازه‌های ریز تا درشت در زمینه‌ای از بلورهای‌ریز آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر هستند. کوارتز، زئولیت، کربنات و کلریت بعنوان کانی ثانویه حضور دارند. بافت اصلی پورفیری است و بافت‌های فرعی پورفیری ریزسنگی، شیشه‌ای پورفیری، گلوموروپورفیری، حفره‌ای و بادامی هستند. بررسی اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب سری ماگمای سازنده این سنگ‌ها را قلیایی نشان می‌دهد. براساس نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با گوشته و کندریت، غنی‌شدگی از LREEها و LILEها و تهی‌شدگی از HFSEها و HREEها همچنین بی‌هنجاری منفی در Nb، Ta، P، Rb، Zr و Ti و بی‌هنجاری مثبت در Pb، La، U، Nd، Th و Cs در نمونه‌ها دیده می‌شود. نسبت La/Nb بین ۱٫۶۲ تا ۷٫۱ و Dy/Yb بین ۱٫۵ تا ۱٫۷ در نمونه‌های غازان نشان دهنده خاستگاه گوشته سنگ کره با ترکیب نزدیک به اسپینل – گارنت لرزولیت هستند. نسبت Zr/Y بیش از ۳ برای بازالت‌های غازان، آنها را به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای وابسته می‌کند. این ویژگی‌ها بهمراه نمودارهای زمین‌ساختی نشان‌دهنده جایگاه کمان آتشفشانی پس از برخوردی برآمده از کرانه فعال قاره‌ای برای بازالت‌های غازان هستند.

قدردانی

این مقاله برگرفته از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول و با حمایت مالی دانشگاه ارومیه است. به این وسیله از حمایت‌ها و کمک‌های آن دانشگاه تشکر می‌شود.

مراجع

[1] Sengor A.M.C., Kidd W.S.F., *"Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet"*, Tectonophysics 55(1979) 361-376.

[2] Ghalamghash j., Chaharlang R., *"Study and copmarison of Miocene-Quaternary volcanoes in NW of Iran, lesser caucasus and SE of Anatolia: Geochemistry, source and tectonic setting (in Persian)"*, Scientific Quarterly Journal, Geosciences 93(2014) 171-182.

[3] Pearce J.A., Bender J.F., Delong S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.J., *"Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 44(1990) 189-229.

[4] Kheirkhah M., Emami M., *"The Origin and Evolution of Quaternary Basaltic Magmas in NW Azerbaijan (Burlan to Gonbad) using Sr- Nd Studies (in Persian)"*, Scientific Quarterly Journal, Geosciences 76(2009) 113-118.

[5] Ghasemi A., Talbot C.J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)"*, Journal of Asian Earth Sciences 26(2006) 683-693.

[6] Haghipour A., Aghanabati, A., *"Geological map of Iran, 1:100000 series sheet (in Persian)"*, Geological Survey of Iran, Tehran, (1993).

[7] Asadpour M., Heuss S., Pourmoafi S.M., *"New Evidences of Precambrian and Paleozoic Magmatism in the Gharebagh Intrusive, NW Iran (in Persian)"*, Scientific Quarterly Journal, Geosciences 89(2013) 129-142.

[8] Asadpour M., Pourmoafi S.M., Heuss S., *"Geochemistry, petrology and U-Pb geochronology of Ghazan mafic-ultramafic intrusion, NW Iran (in Persian)"*, journal of petrology 14 (2013) 1-16.

[9] Asadpour M., Heuss S., *"Investigation internal structure, mineral chemistry and origin of Fe-Ti oxide in Ghazan-Khanik mafic-ultramafic layered intrusion, NW Urmia (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 4 (2019) 929-944.

[10] Le Bass T.M., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chamical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram"*, Journal of Petrology 27(1986) 745-750.

[11] Pearce J.A., Wyman D.A., *"A users guide to basalt discrimination diagrams, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: applications for massive sulphide exploration"*, Geological Association of Canada, Short Course Notes 12(1996) 79 - 113.

[12] Rickwood P.C., *"Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements"*, Lithos 22(1989) 247-263.

[13] Aftabi A., Atapour H., *"Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran"*, Episodes 23(2000) 119–125.

[14] McKenzie D.E., Chappell B.W., *"Shoshonite and calc-alkaline lavas from the highlands of. Papua New Guinea"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 35(1972) 50–62.

(eds.) "Continental basalts and mantle xenoliths," Shiva Nantwich (1983) 230-249.

[26] Wilson M., *"Igneous petrogenesis: A global tectonic approach",* Springer, Berlin (2007).

[27] Gill R., *"igneous rocks and processes: A practical guide",* 1st edition, Wiley-Blackwell, London (2010)

[28] Hawkesworth C.J., S.P., Turner F., McDermott D.W., Peate P., Van C., *"U-Th isotopes in arc magmas; implications for element transfer from the subducted crust",* Science 276 (1997) 551–555.

[29] Green N.L., *"Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system",* Lithos 87 (2006) 23-49.

[30] Ghasempour M.R., Biyabangard H., Bomeri M., Moridi A.A., *"Geochemistry and tectonic setting of Plio-Quaternary basaltic rocks in SE of Nehbandan, eastern Iran (in Persian)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18 (2011) 695-708.

[31] Pearce J.A., Peate D.W., *"Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas",* Annual Review Earth and Planetary Science Letters 23 (1995) 251-285.

[32] Nagudi N., Koberl Ch., Kurat G., *"Petrography and Geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin",* Journal of African Earth Sciences 36(2003): 1-14.

[33] Zongfeng Y., Zhaohua L., Huafeng Zh., Yongmei Zh., Fan H., Chenguang S., Jingen D., *"Petrogenesis and Geological Implications of the Tianheyong Cenozoic Basalts, Inner Mongolia China",* Earth Science Frontiers 16 (2009) 90 -106.

[34] Hirschman M., *"Origin of the transgerssive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, east Greenland",* Journal of Volcanology and Petrology 52 (1998) 185-207.

[35] Lin P.N., Stern R.J., Bloomer S.H., *"Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc: 2. Large - ion lithophile and rare earth element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs",* Journal of Geophysical Research: Solid Earth 94(1989) 4497-4514.

[36] Machado A., Chemale F., Conceição R.V., Kawaskita K., Morata D., Oteíza O., Van Schmus W.R., *"Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica",* Lithos 82(2005) 435-453.

[37] Fan W.M., Gue F., Wang Y.J., Lin G., *"Late Mesozoic calc-alkalin volcanism of post-orogenic*

[15] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chmical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes in: Saunders A.D., Norry M.J. (eds.) "Magmatic in ocean basins",* Geological Society Special Publication London 42 (1989) 313-345.

[16] Boynton W.V., *"Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry",* (Ed. Henderson, P.) Elsevier, Amsterdam (1984)63-114.

[17] Chen Y., Zhang Y., *"Olivine dissolution in basaltic melt",* Geochimica et Cosmochimica Acta 72 (2008) 4756 – 4777.

[18] Meade F.C., Chew D.M., Troll V.R., Ellam R.M. Page L.M., *"Magma Ascent along a MajorTerrane Boundary:Crustal Contamination and Magma Mixing at the Drumadoon Intrusive Complex, Isle of Arran, Scotland",* Journal of Petrology 50(2009) 2345-2374.

[19] Rutherford M.J. Devin J.D., *"Magmatic condition and magma ascent as indicate d by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995- 2002 soufriere Hills Magma",* Journal of Petrology 44(2003) 1433-1453.

[20] Kawabata H., Shuto K., *"Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 140(2005) 241-271.

[21] Perugini D., Poli G., *"The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences",* Lithos 153(2012) 261-277.

[22] Murphy M.D., Sparks R.S.J., Barclay J., Carroll M.R., Brewer T.S., *"Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies",* Journal of Petrology 41(2000) 21–42.

[23] Blundy J.D., Holland T.J.B., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology 104(1990) 208-224.

[24] Xu X.W., Jiang N., Yang K., Zhang B.L., Liang G.H., Mao Q., Li J.X., Du S.J., Ma Y.G., Zhang Y., Qin K.Z., *"Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area. Western Yunnan, China",* Lithos 113 (2009) 595-611.

[25] Pearce J.A., *"Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J., Norry M.J.,*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]

[49] Aldanmaz E., Peare J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in weatern Anatolia, Turkey",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.

[50] Mobasher G.M., Zarei S.R., Aghazade A., Ahmadikalaji A., Ahmadzadeh G., Le Roux P., *"Petrological and isotopic study of basaltic rocks of Barzand area and comparison of them with Poshtasar basalts in South of Germi (in Persian)",* Journal of Petrology 37 (2019) 23-52.

[51] Gill J.B., *"Andesites and Plate Tectonics",* Springer, Berlin (1981) 390.

[52] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (esd.) Andesites: orogenic andesites and related rocks Chichester",* Wiley (1982) 525-548.

[53] Wood D.A., *"The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province",* Earth and Planetary Science Letters 50 (1980) 11–30.

[54] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks",* Contrib Mineral Petrol 69 (1979) 33-47.

[55] Tack L., Liegeois J.P., Deblond A., Duchesne J.C., *"Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two. mantle sources in a late orogenic setting Burundi",* Precambrian Research 68 (1994) 323–356.

[56] Liegeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R., *"Contrasting origin of post-collisional High-K calc lkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization",* 45(1998) 1-28.

[57] Bonin B., *"From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis",* Geological Journal, W.S. Pitcher Special Issue 25 (1990) 261–270.

[58] Black R., Lameyre J., Bonin, B., *"The structural setting of alkaline complexes",* Journal of African Earth Sciences 3(1985) 5–16.

[59] Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W., *"Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts",* J. of petrology 37(1996) 45–71.

extention in the northen Da Hinggan Mountains, northeastern China", Journal of Volcanology and Geothermal Research 121 (2003) 115-135.

[38] Kamber B.S., Ewar A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., *"Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models",* Contrib Mineral Petrol 144 (2002) 38–56.

[39] Barnes S.J., Van Achterbergh E., Makovicky E., Li C., *"Proton microprobe results for the partitioning of platinum-group elements between monosulphide solid solution and sulphide liquid",* South African Journal of Geology 104(2001) 275-286.

[40] Borg L.E., Clynne M.A., Bullen T.D., *"The variable role of slab derived fluids in the generation of a suite of primitive calcalkaline lavas from the Southernmost Cascades California",* Contrib Mineral Petrol 35 (1997) 425–452.

[41] Prytulak J., Elliott T., *"TiO_2 enrichment in ocean island basalts",* Earth and Planetary Science Letters 263(2007) 388–403.

[42] Thompson R., *"Magmatism of the British Tertiary volcanic province",* Scottish Journal of Geology (1982) 49–107.

[43] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation",* Longman Group public (1993) 344p.

[44] Smith E.I., Sánchez A., Walker J.D., Wang K., *"Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small and large scale chemical variability of the lithospheric mantle",* Journal of Geology 107(1999) 433–448.

[45] DePaolo D.J., Daley E.E., *"Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension",* Chemical Geology 169(2000) 157-185.

[46] Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M., *"Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere–asthenosphere source activated by lithospheric extension",* Journal of Petrology 44(2003) 1657-1679.

[47] Pearce J.A., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust",* Lithos 100 (2008) 14-48.

[48] Muller D., Groves D.I., *"Potassic igneous rocks and associated gold- copper mineralization. Section Updated",* Springer- Verlag (1997) 238-242.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.2.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.15]